

Десятилетняя изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период

А. Б. Полонский*, И. Г. Шокурова*

По архивным гидрологическим данным за февраль восстанавливаются поля плотности и геострофическая циркуляция в Черном море в слое 0—300 м за десятилетние периоды с 1951 по 1995 г. и исследуются их междесятилетняя изменчивость. Отмечается постепенный подъем вод пикноклина в области куполов крупномасштабных циклонических круговоротов от 5 м на верхней границе пикноклина до 10—15 м на горизонтах 100—300 м. Выявлены разнонаправленные тенденции долговременной изменчивости циркуляции в зимний период — интенсификация циркуляции в верхнем слое моря 0—50 м (за исключением юго-восточной части моря) и ослабление в нижнем слое пикноклина 200—300 м. Анализируется связь с изменчивостью завихренности ветра, стоком рек, осадками и температурой воздуха. Усиление циклонической завихренности ветра в 1960-е и начале 1970-х годов хорошо согласуется с интенсификацией циркуляции, отмечаемой в это время в восточной части моря.

Введение

Черное море представляет собой внутренний бассейн, соединенный с Мраморным морем узким проливом Босфор. Положительный пресный баланс в водно-солевом бюджете — превышение стока рек и осадков над испарением — и приток соленых вод Мраморного моря приводят к формированию сильно стратифицированной по солености вертикальной структуры вод Черного моря, характеризующейся наличием постоянного галоклина на глубинах 50—300 м [10].

Циклоническая циркуляция в Черном море существует в виде вдольберегового Основного черноморского течения (ОЧТ), имеющего струйный характер, и крупномасштабных циклонических круговоротов в западной и восточной частях моря [4, 6, 30]. Максимальные скорости наблюдаются на поверхности. В потоке ОЧТ они составляют в среднем 0,3—0,6 м/с [6], с глубиной скорости убывают. Кроме того, в Черном море в течение всего года наблюдается интенсивная синоптическая изменчивость, нарушающая структуру круговоротов и основного течения [2, 4]. Справа от ОЧТ преобладают антициклонические вихревые образования. При ослаблении общей циркуляции интенсифицируются квазистационарные антициклонические вихри, такие как севастопольский, синопский и батумский [2].

* Морской гидрофизический институт Национальной академии наук Украины.

При помощи модельных экспериментов показано, что существующая в Черном море циклоническая система течений может формироваться как ветровым, так и термохалинным механизмами (в том числе вследствие стока рек и притока вод Мраморного моря) [8, 33, 34]. Вопрос о том, какой из факторов является основным, не имеет однозначного ответа.

Сезонная изменчивость циркуляции вод Черного моря исследовалась во многих работах [2, 4, 6, 10, 30]. Расчеты течений динамическим методом по современному массиву данных [2] и результаты моделирования [11, 14] показывают, что максимальная интенсивность циклонической циркуляции имеет место в зимний сезон. В летний сезон циркуляция ослабевает. Зимнюю интенсификацию связывают с усилением завихренности ветра над акваторией моря [17] и увеличением градиентов плотности между шельфом и глубоководными районами [10, 14].

Долговременная изменчивость гидрофизических полей Черного моря десятилетнего масштаба и, в особенности, изменчивость циркуляции вод менее изучены, чем сезонный ход. Основное число работ по изменчивости на длительных масштабах времени посвящено анализу изменений полей температуры и солёности в море [3, 13, 20—22, 29]. В то же время есть работы, в которых исследуется изменчивость характеристик пикноклина, косвенно характеризующих изменчивость динамических процессов в море. Долгопериодные колебания положения пикноклина были выявлены в работе [27]. Исследование междесятилетней изменчивости доступной потенциальной энергии для августа показало наличие максимума энергии в период с 1961 по 1970 г. и минимума в период с 1976 по 1985 г. [28]. В работе [3] выявлено постепенное усиление стратификации в слое пикноклина с 1960-х по 1980-е годы.

В результате анализа данных о температуре и солёности на “вековых разрезах” в работе [21] отмечался подъем вод основного пикноклина в центральной части западного циклонического круговорота в конце зимнего периода в 1960—1970-е годы и их заглубление в восточном циклоническом круговороте с середины 1960-х до конца 1980-х годов. В работе сделаны выводы об интенсификации циркуляции вод в области западного циклонического круговорота в конце зимнего периода в 1960—1970-е годы и ее ослаблении в окрестности восточного циклонического круговорота с середины 1960-х до конца 1980-х годов.

Моделирование циркуляции, проведенное с использованием ассимиляции климатических гидрологических полей, восстановленных по современному массиву данных 1903—2003 гг., выявило небольшой подъем основного пикноклина в зимне-весенний период (около 5 м) и интенсификацию ОЧТ по сравнению с данными 1903—1982 гг. [12, 16].

Однако целенаправленных исследований долговременных изменений циркуляции в Черном море и их причин не проводилось. Поэтому в настоящей работе ставится задача выявления и анализа долговременной изменчивости геострофической циркуляции и характеристик пикноклина по имеющимся данным гидрологических измерений с 1950-х по 1990-е годы. Расчеты проводятся для зимнего сезона, когда циркуляция наиболее интенсивна.

Описание использованных данных и методики их обработки

Использовались данные о температуре и солёности с 1951 по 1995 г. из банка океанографических данных МГИ НАН Украины [24]. Выбор периода исследований определялся, с одной стороны, необходимостью изучения изменчивости циркуляции и структуры вод десятилетнего масштаба, а с другой, обеспеченностью акватории океанографическими наблюдениями. Данные измерений в Черном море имеются с 1898 г., но сравнительно регулярные гидрологические измерения проводились с 1950-х до середины 1990-х годов.

Для исследования изменчивости циркуляции вод Черного моря на межгодовом масштабе количества данных недостаточно. Оценку десятилетних вариаций возможно проводить по данным, объединенным за большие интервалы времени (например, за несколько лет), чтобы станции полнее покрывали акваторию моря. При этом необходимо производить сглаживание по пространству для подавления шумов подсеточного масштаба, к числу которых в данном случае относятся не только мезомасштабные и синоптические шумы, но и межгодовая изменчивость. Поэтому здесь рассматривалась изменчивость геострофической циркуляции, вычисляемой по данным, объединенным за десятилетние интервалы времени с пятилетним сдвигом: 1951—1960, 1956—1965, 1961—1970, 1966—1975, 1971—1980, 1976—1985, 1981—1990 и 1986—1995 гг.

Зимний гидрологический сезон представляет интерес, так как в это время происходит интенсификация течений, максимум которой достигается в марте. С другой стороны, этот период года является наименее обеспеченным данными измерений. Для проведения расчетов был выбран февраль, как более равномерно обеспеченный данными месяц зимнего сезона по сравнению с мартом и январем. Отметим, что первые четыре десятилетних периода относительно мало обеспечены данными измерений в феврале, особенно в центральной части моря (рис. 1). Тем не менее данных измерений достаточно, чтобы надежно оценить осредненные за десятилетние отрезки времени крупномасштабные течения с использованием объективного анализа.

Поля плотности на регулярной пятимильной сетке ($\sim 9,3 \times 9,3$ км) восстанавливались методом оптимальной интерполяции [9, 23]. Расчеты проводились для стандартных горизонтов: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250 и 300 м. Так как первые четыре десятилетних периода недостаточно хорошо обеспечены данными измерений, возникает вопрос о норме, используемой в процедуре оптимальной интерполяции. Большее число данных приходится на последние десятилетние периоды, поэтому норма в виде климатического поля плотности, восстановленного по данным за весь период наблюдений в феврале, может привести к ошибкам построения полей для первых десятилетий в районах, недостаточно обеспеченных данными, вследствие влияния климатических изменений. Поэтому для первых десятилетних периодов в качестве нормы использовались поля плотности, вычисленные по данным за 1951—1975 гг., для последних — по данным 1970—1996 гг. Сравнительные расчеты по восстановлению полей, при ко-

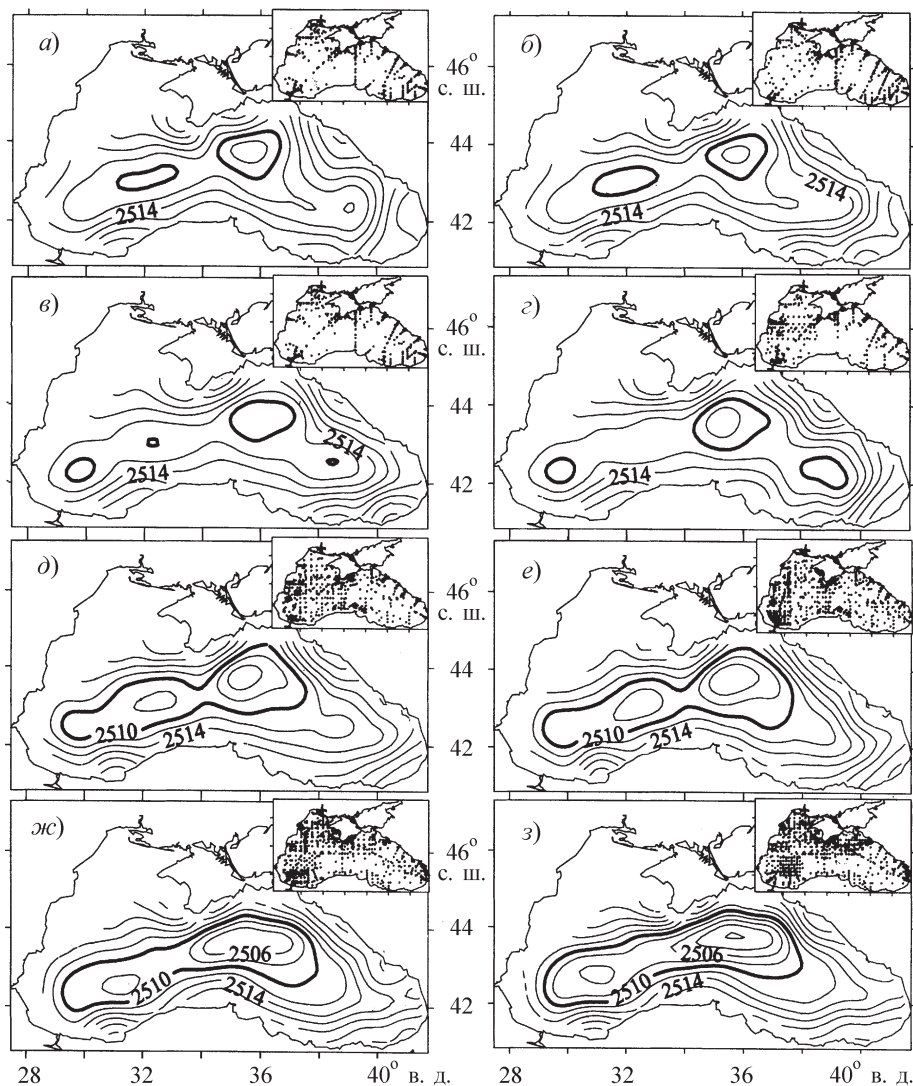


Рис. 1. Динамическая топография (дин. см) поверхности моря относительно поверхности 300 дбар и распределение гидрологических станций по акватории моря (на вставках) за десятилетние периоды в феврале.

а) 1951—1960 гг.; б) 1956—1965 гг.; в) 1961—1970 гг.; г) 1966—1975 гг.; д) 1971—1980 гг.; е) 1976—1985 гг.; ж) 1981—1990 гг.; з) 1986—1995 гг.

торых в качестве нормы использовались средние по пространству значения, позволяющие полностью исключить влияние многолетней изменчивости, не дали качественных отличий в десятилетней изменчивости по сравнению с расчетами, в которых в качестве нормы использовались климатические поля.

Восстановленные поля плотности дополнительно сглаживались для фильтрации неоднородностей, имеющих пространственные масштабы порядка радиуса деформации Россби (в Черном море ~ 10—30 км) и меньше, а также неоднородностей из-за неравномерного распределения данных.

Геострофическая циркуляция рассчитывалась динамическим методом на регулярной сетке относительно нулевой поверхности 300 *дбар*. Горизонт 300 *м* наиболее часто используется как нулевая поверхность для оценок геострофической циркуляции вод в Черном море. Это связано не только с недостатком данных на более глубоких горизонтах, как уже было сказано, но и с тем, что слой 0—300 *м* охватывает три наиболее динамически активных слоя моря: деятельный, холодный промежуточный и основной бароклинный (постоянный галоклин), и в нем сосредоточены основные горизонтальные градиенты плотности. Глубже 300 *м* горизонтальные градиенты плотности резко уменьшаются. Известно, что циркуляция в Черном море проникает до дна и, по крайней мере, до глубин 1000—1200 *м* имеет циклонический характер [4, 30]. Геострофические скорости на поверхности моря, вычисленные относительно поверхности 1200 *дбар* по климатическим данным для зимних месяцев, в среднем по акватории на 2 *см/с* больше скоростей, вычисленных от поверхности 300 *дбар*. Таким образом, погрешность расчета геострофических течений на поверхности 300 *м* относительно нулевой поверхности в среднем по акватории моря составляет около 2 *см/с*.

Для анализа изменчивости поля завихренности ветра использовались данные о скорости ветра на высоте 10 *м* реанализа NCEP/NCAR (с пространственным разрешением $1,905 \times 1,875^\circ$) [35].

Результаты расчетов

Крупномасштабная структура полей течений. Поля динамической топографии поверхности моря в феврале для десятилетних периодов приведены на рис. 1. Во все десятилетия хорошо выражены основные элементы циркуляции вод Черного моря: ОЧТ и циклонические круговороты в западной и восточной частях моря. Положение центра восточного циклонического круговорота отличается стабильностью и варьирует в области $43,7^\circ$ с. ш., $35,6^\circ$ в. д. Здесь во все периоды находится область минимальных значений уровня моря. У крымского побережья, в стрежне ОЧТ, относящегося к восточному циклоническому круговороту, отмечаются максимальные по акватории моря скорости течений (рис. 2). В 1961—1970 и 1966—1975 гг. в юго-восточной части моря отмечался дополнительный крупномасштабный циклонический круговорот (рис. 2в, г), который также присутствует на схеме зимних течений в работе [6], основанной на данных тех лет. В последующие десятилетия этот круговорот не выделяется.

За исследуемый период полные контрасты динамических высот относительно поверхности 300 *дбар* увеличились с 20 *дин. см* в первые два периода до 23 *дин. см* в последний период, что свидетельствует об усилении циклонической циркуляции. При этом максимальные геострофические скорости течений на поверхности увеличились соответственно с 0,18—0,22 до 0,28 *м/с* (рис. 2). Величина минимального значения уровня относительно 300 *дбар* в центре восточного циклонического круговорота уменьшилась на 5 *дин. см*. Область, ограниченная фиксированной изолинией 2510 *дин. см* (выделена на рис. 1 жирной чертой), в первые десятилетия расположена в районах центров циклонических круговоротов, в последние опоясывает одновременно восточный и западный круговороты. Это явля-

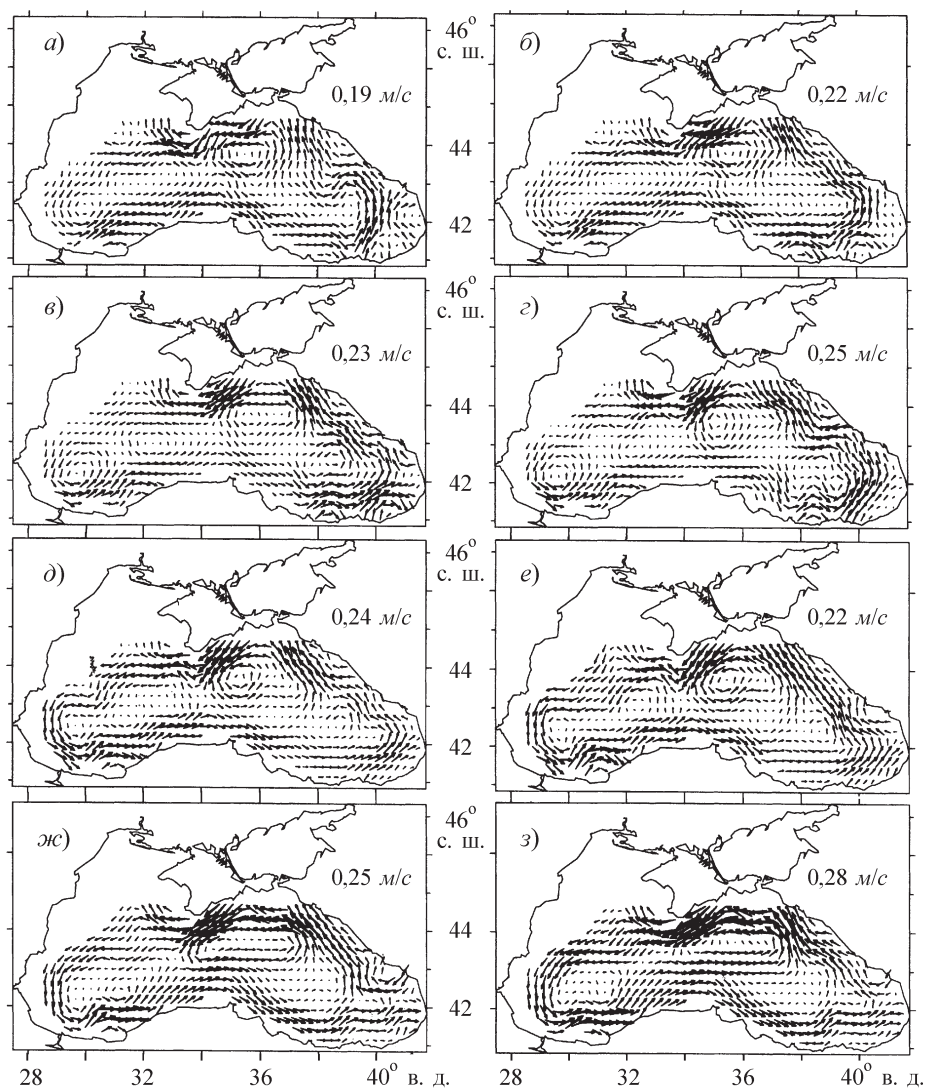


Рис. 2. Поля геострофической скорости (м/с) на поверхности моря, вычисленные относительно поверхности 300 дбар.

а—з — как на рис. 1.

ется следствием общей интенсификации циркуляции вод Черного моря, сопровождающейся постепенным подъемом вод основного пикноклина во внутренней части круговоротов.

Подъем изопикнических поверхностей в области куполов крупномасштабных циклонических круговоротов составляет от 5 м на верхней границе пикноклина, которая ограничена толщиной верхнего квазиоднородного слоя, до 10—15 м на горизонтах 100—300 м (рис. 3).

Поля геострофических скоростей на поверхности моря демонстрируют усиление циркуляции, особенно в последние два десятилетия (рис. 2). Ин-

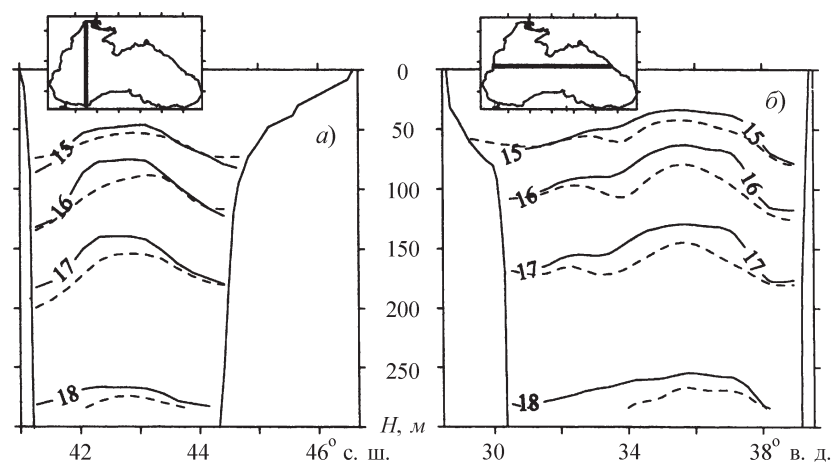


Рис. 3. Поля плотности $\sigma - 1000$ (кг/м^3) на разрезах вдоль 31° в. д. (а) и вдоль $43,8^\circ$ с. ш. (б).

Штриховая линия — по данным за 1956—1965 гг., сплошная — по данным за 1986—1995 гг.

тенсификация циркуляции наиболее выражена в районе западного циклонического круговорота, что ранее отмечалось в работе [21]. Максимальные величины зональной составляющей скорости геострофических течений на разрезе вдоль 31° в. д. у турецкого побережья увеличиваются на поверхности от $0,13$ м/с в 1956—1965 гг. до $0,22$ м/с в 1986—1995 гг. (рис. 4б). При сравнении вертикальных полей плотности на разрезе вдоль 31° в. д. (рис. 4а) видно, что в увеличение горизонтальных градиентов плотности в последнее десятилетие по сравнению с первыми основной вклад вносит подъем пикноклина в центральной части круговорота. Некоторую роль здесь играет и уменьшение плотности в поверхностном слое периферийных частей разреза, вызванное уменьшением солёности в прибрежных районах моря. В результате число изопикн, пересекающих горизонты 50, 75 и 100 м, увеличивается (рис. 4а).

Для всех десятилетий, кроме двух последних, в общей циркуляции можно выделить поток, опоясывающий всю восточную половину моря (рис. 2). В последние два десятилетия периода от ОЧТ в районе 34° в. д. отделяется ветвь в северо-восточном направлении, тем самым объединяя единым потоком восточный и западный циклонические круговороты. При этом в центральной части моря, в которой скорости, как правило, невысокие, отмечаются большие скорости течений. В восточной части моря в этот период в районе $42\text{—}43^\circ$ с. ш., $40\text{—}41^\circ$ в. д. ОЧТ несколько ослабевает.

Тенденции изменчивости кинетической энергии геострофических течений

Для того чтобы количественно оценить изменение интенсивности геострофической циркуляции, вычислялась средняя в слоях 0—50, 50—150 и 200—300 м величина кинетической энергии (КЭ). Расчеты проводились

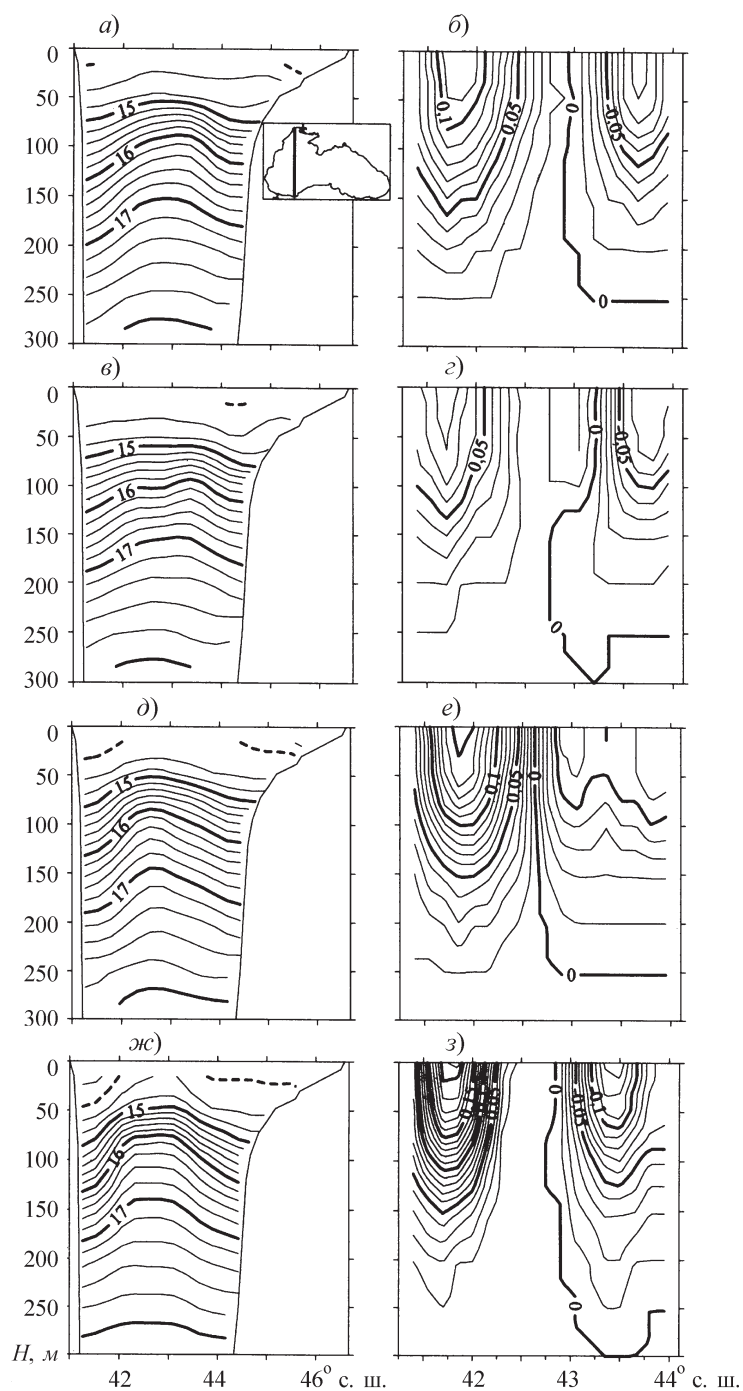


Рис. 4. Поля плотности $\sigma - 1000$ ($\text{кг}/\text{м}^3$) (а, в, д, ж) и зональной составляющей геострофической скорости ($\text{м}/\text{с}$) (б, г, е, з) на разрезе вдоль 31° в. д. в 1956—1965 гг. (а, б), 1966—1975 гг. (в, г), 1976—1985 гг. (д, е) и 1986—1995 гг. (ж, з).

для акватории, ограниченной 300-метровой изобатой (рис. 5а), ее западной и восточной части (рисунки не приведены), а также для трех районов, хорошо обеспеченных данными измерений для всех десятилетий (рис. 5б—г). Первый район — в юго-западной части моря (ограничен с востока 32° в. д. и с севера $42,5^\circ$ с. ш.), второй — у берегов Крыма (ограничен с запада $32,5^\circ$ в. д., с востока $35,5^\circ$ в. д., с юга 44° с. ш.), третий — в юго-восточной части моря (ограничен с севера 43° с. ш., с запада 38° в. д.).

В долговременной изменчивости КЭ рассматривались общие тенденции изменчивости — тренды и наложенные на них квазипериодические колебания десятилетнего масштаба.

Тренды. В целом по морю во всем исследуемом слое 0—300 м и в слоях 0—50 и 50—150 м наблюдаются статистически значимые положительные тренды в изменчивости средней величины КЭ (таблица, рис. 5а). При этом в слое 0—50 м КЭ увеличилась за 45 лет почти в два раза. В нижнем пикноклине (200—300 м) имеет место противоположная тенденция — КЭ уменьшается от первого десятилетия к последнему приблизительно на 30%, т. е. в этом слое циркуляция ослабевает.

В юго-западной части моря и у берегов Крыма в слое 0—50 м КЭ увеличивается за 45 лет более чем в два раза. В слое 200—300 м КЭ уменьшается (таблица, рис. 5б, в). В юго-восточной части моря отмечается общая для всех слоев тенденция к уменьшению КЭ (таблица). В слое 200—300 м КЭ уменьшается более чем в два раза (рис. 5г).

Таким образом, в Черном море можно отметить следующие разнонаправленные тенденции долговременной изменчивости геострофической циркуляции вод в зимний период в 1951—1995 гг. — значительное усиление циркуляции в верхнем слое моря 0—50 м (кроме юго-восточной части моря) и ее ослабление в нижнем слое пикноклина 200—300 м во всем бассейне.

Десятилетняя изменчивость. Десятилетняя изменчивость геострофической циркуляции демонстрирует приблизительно 20-летнюю периодичность. Наибольшая амплитуда десятилетних изменений имеет место у берегов Крыма и в юго-восточном районе. У берегов Крыма максимум КЭ в 1966—1975 гг. и ее минимум в 1976—1985 гг. хорошо выражены во всем слое 0—300 м (рис. 5в). В целом по морю этот максимум КЭ отмечается в нижней части пикноклина (рис. 5а). В юго-восточной части моря усиление

Коэффициенты линейных трендов кинетической энергии
(Джс/м³ за 10 лет)

Район моря	Горизонт, м			
	0—50	50—150	200—300	0—300
Вся акватория	<u>0,6</u>	<u>0,14</u>	–0,0025	<u>0,15</u>
Западная часть	<u>0,72</u>	0,18	–0,0022	0,18
Восточная часть	<u>0,54</u>	0,12	–0,002	0,15
Юго-западный район	<u>0,9</u>	0,24	–0,0016	0,22
Район Крыма	2,17	0,64	–0,0017	0,56
Юго-восточный район	–0,14	–0,14	<u>–0,005</u>	–0,08

Примечание. Значимые на 95%-ном уровне коэффициенты подчеркнуты (при определении значимости число степеней свободы было уменьшено до числа независимых выборок).

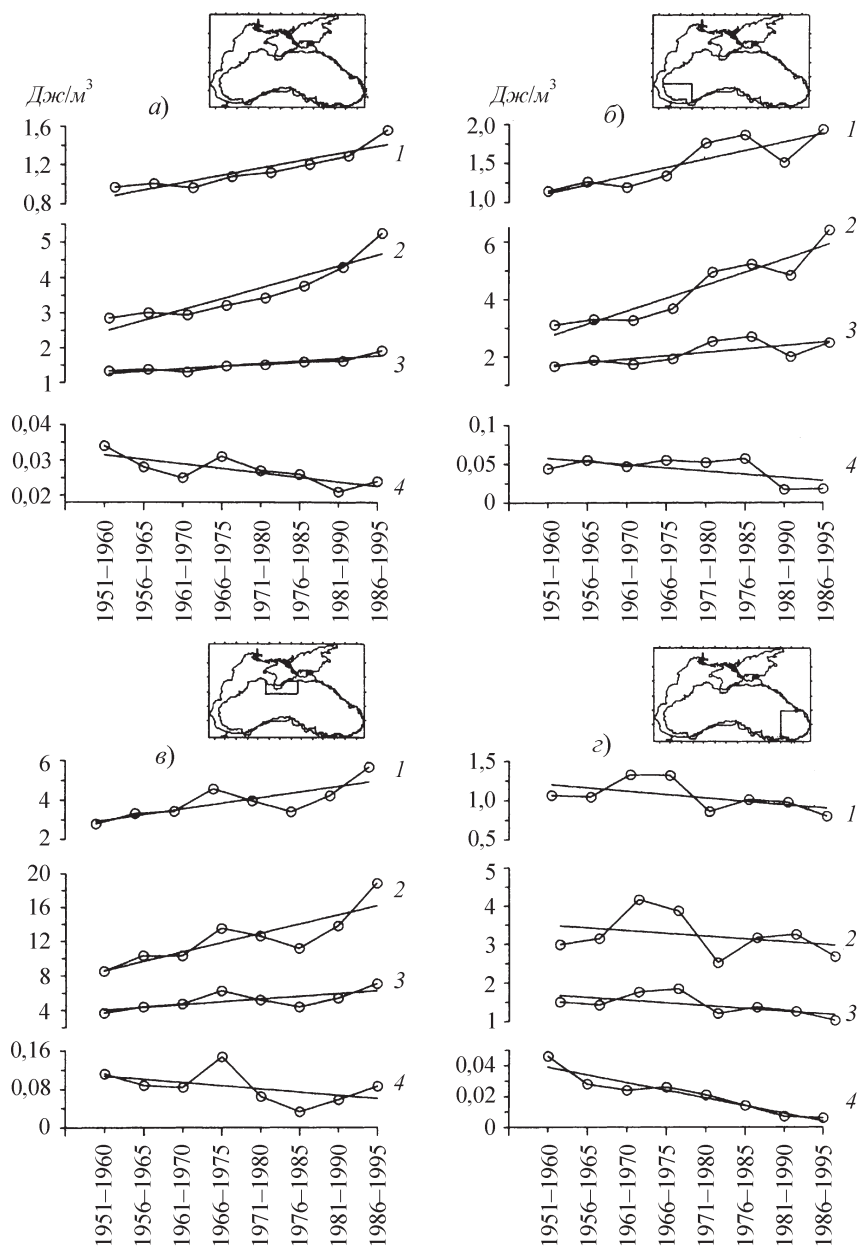


Рис. 5. Средняя кинетическая энергия (Джс/м³) в слоях 0—300 (1), 0—50 (2), 50—150 (3) и 200—300 м (4) по всей акватории (а), в юго-западной части моря (б), у берегов Крыма (в) и в юго-восточной части моря (г).

циркуляции происходит в 1960-е — начале 1970-х годов, ослабление — в 1970-е годы (рис. 5г). В юго-западной части моря, в отличие от юго-восточной и района Крыма, усиление циркуляции наблюдается в 1970-е и начале 1980-х годов (рис. 5б).

Анализ связей изменчивости геострофической циркуляции с изменениями внешних факторов

Известно, что вычисляемая динамическим методом геострофическая скорость течения определяется горизонтальным градиентом давления, создаваемым наклоном свободной поверхности моря, и горизонтальной неоднородностью поля плотности морской воды [31]. Причинами возникновения наклонов уровневой поверхности и неравномерного распределения плотности воды могут являться ветровое воздействие, сток рек, осадки, нагрев, охлаждение и т. п., т. е. воздействие внешних факторов. Действие многих из них, таких как сток рек, водо- и солеобмен через проливы, локализовано в пространстве, чем могут объясняться различия в изменчивости циркуляции в разных районах (рис. 5). Другие — ветровое воздействие, потоки тепла, массы (испарение, осадки) — действуют на всей поверхности моря, но и это воздействие распределено неравномерно.

Долговременная изменчивость геострофической циркуляции связана с изменениями внешних факторов на длительных временных масштабах. Для исследования ее причин рассматривался временной ход завихренности ветра над акваторией моря и изменения термохалинных факторов — температуры воздуха, стока рек и осадков. Также учитывались изменения термохалинной структуры моря, отмечаемые во второй половине XX в. Это — понижение (после максимума в 1960-х годах) температуры в поверхностном и холодном промежуточном слоях моря, составляющее в среднем 1°C ; отрицательный тренд солёности в поверхностном слое; подъем верхней границы пикноклина; повышение солёности и температуры в области пикноклина и нижележащих слоях [3, 13, 20—22, 29]. Отметим, что причины подъема пикноклина в настоящее время не имеют общепризнанных объяснений, но в основном он связывается с изменчивостью составляющих водного баланса в Черном море — стока рек, осадков, испарения и притока солёных средиземноморских вод через пролив Босфор [7, 10].

Завихренность поля ветра над Черным морем вычислялась по данным о скорости ветра реанализа NCEP/NCAR за все зимние месяцы — декабрь, январь и февраль. При этом учитывалось, что аккумуляция доступной потенциальной энергии в бароклинном слое происходит в течение всего зимнего периода [5, 28]. Действительно, пик максимальной завихренности поля ветра отмечается в январе, а максимальная интенсификация течений — в марте.

По данным реанализа, центр циклонической завихренности поля ветра в зимний период находится над восточной частью Черного моря (рис. 6), вызывая интенсификацию восточного циклонического круговорота. В 1960-х — начале 1907-х годов происходило усиление завихренности, затем она стала ослабевать. По осредненным за десятилетние периоды данным, максимум приходится на 1966—1975 гг. Максимальная величина в центре области положительной завихренности возрастает от $0,8 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ в первый период до $1,4 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ в 1966—1975 гг. (в полтора раза), затем — убывает до величины $0,8 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ в последний период (рис. 6). Промежуточные максимумы с середины 1970-х до 1980-х годов составляют $1 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$.

В 1960-е — начале 1970-х годов наблюдалось смещение центра циклонической завихренности к югу, затем его положение восстановилось (рис. 6).

Описанные десятилетние изменения завихренности ветра достаточно хорошо согласуются с изменчивостью КЭ в юго-восточной части моря (рис. 5з). Усиление завихренности ветра в 1966—1975 гг. может также служить причиной повышения в эти годы значений КЭ у берегов Крыма и в целом по морю в нижнем слое пикноклина 200—300 м (рис. 4). Смещение к югу центра циклонической завихренности объясняет наличие дополнительного циклонического круговорота в восточной части моря, отмечаемо-

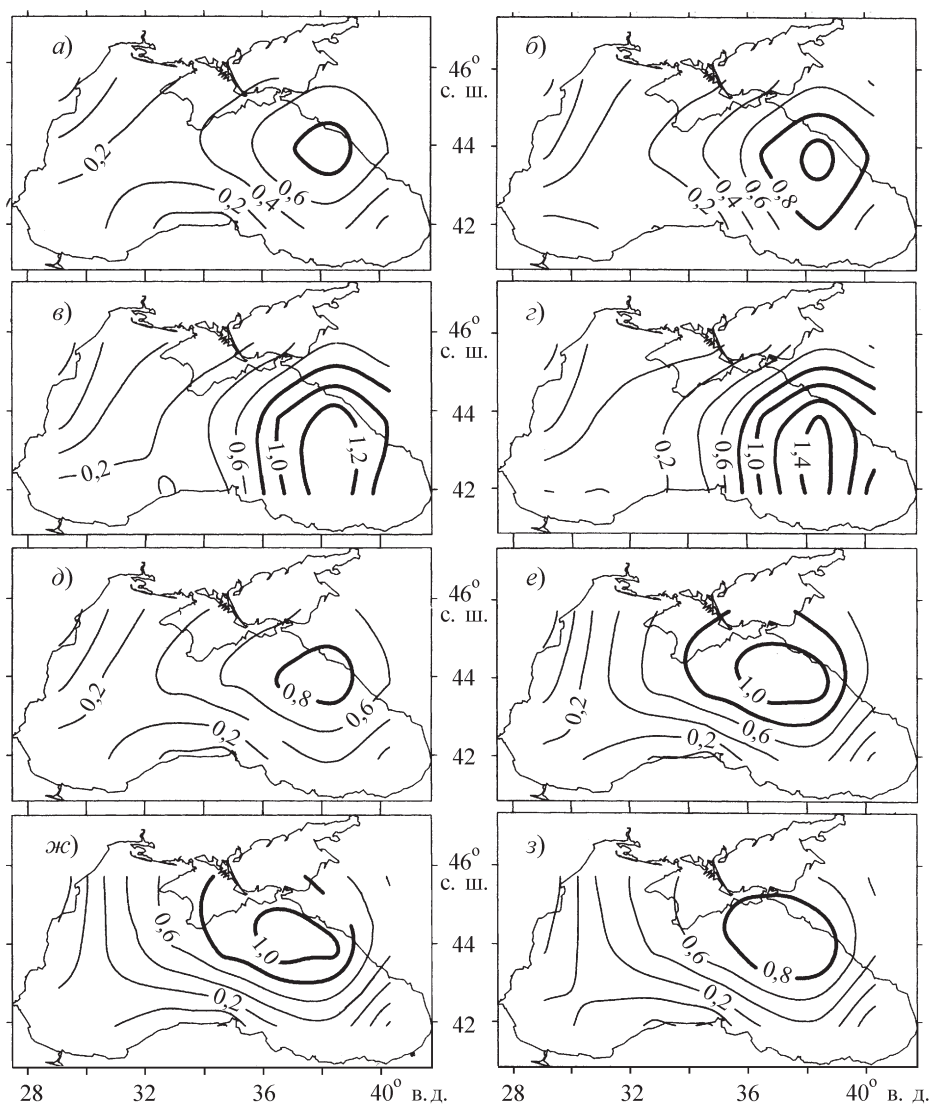


Рис. 6. Распределение над акваторией моря зимой (декабрь — февраль) средней за десятилетия завихренности ветра (10^{-5} c^{-1}) по данным реанализа NCEP/NCAR.

а—з — как на рис. 1.

го в 1960-е — начале 1970-х годов (рис. 1) и увеличение КЭ в юго-восточной части моря.

Изменчивость среднего значения положительной завихренности ветра над морем в зимний период имеет общую отрицательную тенденцию (рис. 7б). Ослабление завихренности ветра может являться одной из причин отрицательного тренда кинетической энергии в нижнем слое пикноклина 200—300 м (рис. 5а—г). В исследуемый период отмечается также уменьшение абсолютной величины скорости ветра над Черным морем по данным реанализа и по данным береговых станций [21]. В то же время, как было показано выше, в верхнем слое моря (кроме юго-восточного района) имеет место долговременная интенсификация циркуляции. Таким образом, ослабление завихренности ветра не объясняет положительный тренд геострофической циркуляции в верхнем слое моря.

Другим фактором, влияющим на циркуляцию вод, является увеличение градиентов плотности между центральной частью моря и периферийными районами в зимний период в результате конвекции [10, 14]. В Черном море максимальная глубина проникающей конвекции составляют в среднем от 30—40 м в центральных районах до 50—70 м в прибрежных [10]. Интенсивность конвекции в основном зависит от температуры воздуха, температуры воды и солёности поверхностных вод. Положительный тренд температуры воздуха в районе северо-западного шельфа в зимний период [15, 32] и уменьшение солёности (плотности) на поверхности моря [3, 22] являются показателями долговременного ослабления зимней конвекции в исследуемый период времени. Одной из важнейших причин уменьшения солёности (плотности) на поверхности моря (особенно в периферийной его части) служит положительный тренд зимнего стока рек (рис. 7в). Отмечаемое после 1960-х годов понижение температуры воды на поверхности моря в среднем на 1°C вносит меньший вклад в изменение плотности, чем уменьшение солёности на 0,2‰. Таким образом, суммарные тренды термохалинных характеристик приводят к уменьшению плотности и ослаблению конвекции, что не должно сопровождаться усилением течений в верхнем слое моря.

Наряду с ветром, наклон уровневой поверхности и градиент давления вызываются низкосолёными водами речного происхождения, переносимыми ОЧТ вдоль границы моря. Влияние этого фактора в основном приходится на западную часть моря, так как 80% стока черноморских рек имеет место в районе северо-западного шельфа. Положительный тренд зимнего стока рек может являться вкладом в отмечаемое долговременное усиление геострофической циркуляции вод в западной части моря. В то же время усиление стока рек ослабляет конвекцию, поэтому действие этого фактора является неоднозначным. При этом оно не является противоречивым, что видно по изменениям КЭ на десятилетних временных масштабах. Увеличение стока рек в 1976—1985 гг. (рис. 7в) вызывает усиление ОЧТ в западной периферии моря (рис. 5б) и ослабление в районах, примыкающих к северо-западному шельфу (рис. 5в).

Таким образом, изменчивость циркуляции в Черном море определяется как термохалинными факторами, так и ветровыми. Их влияние в разных районах моря проявляется по-разному. В изменчивости циркуляции восточ-

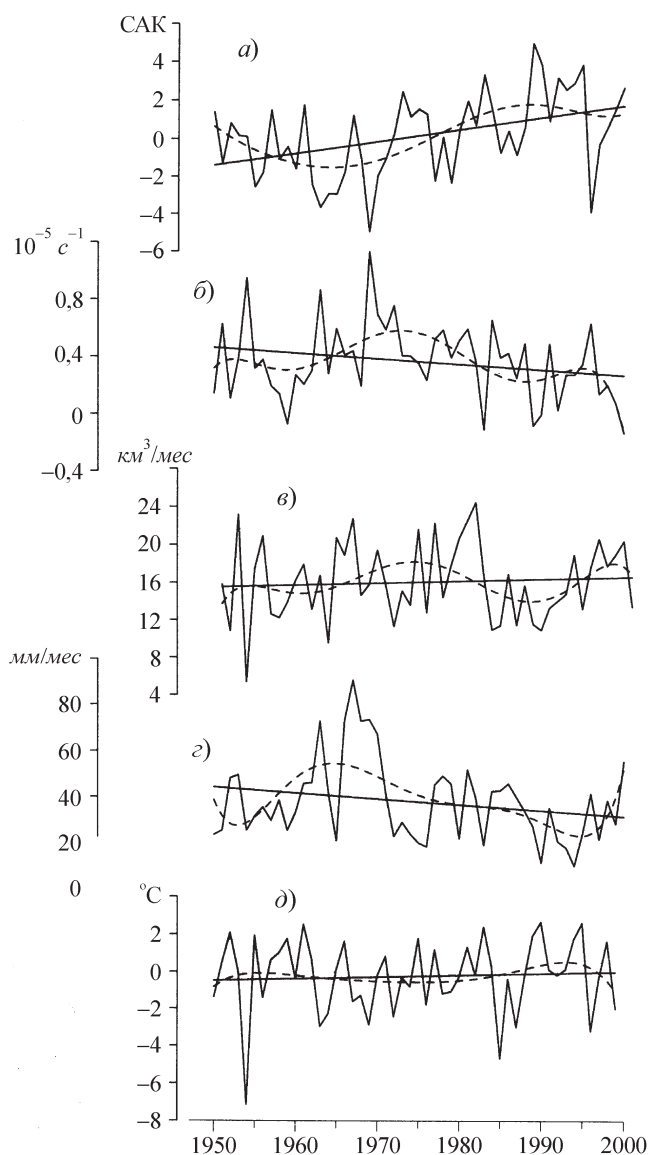


Рис. 7. Межгодовые колебания зимой индекса североатлантического колебания (а), средней над морем завихренности ветра (б), стока р. Дунай (в), осадков (г) и температуры воздуха в Одессе (д).

ведут к ослаблению конвекции, что также не может приводить к усилению циркуляции вследствие этого фактора. В то же время, как отмечалось в работе [21], совокупное влияние термохалинных факторов на циркуляцию примерно одного порядка с ветровыми и ослабление одного фактора может компенсироваться усилением другого. Положительный тренд зимнего стока рек, как упоминалось выше, может приводить к интенсификации за-

ной части моря в большей степени, чем западной, проявляются изменения ветровых условий, в то время как на интенсивности циркуляции в западной части больше отражаются изменения термохалинных факторов.

Долговременная изменчивость внешних факторов содержит как тренды, так и междесятилетние колебания, и на разных временных масштабах выявленные связи с циркуляцией часто имеют противоположный характер. На десятилетних масштабах колебания рассмотренных выше внешних факторов достаточно хорошо согласуются с изменчивостью геострофической циркуляции. На длительных временных масштабах значительная интенсификация циркуляции в верхнем слое в среднем по морю не имеет прямой связи с изменчивостью завихренности ветра, имеющей тенденцию к ослаблению. Положительные тренды зимнего стока рек и температуры воздуха в районе северо-западного шельфа

падного циклонического круговорота. Также отметим, что ослабление завихренности ветра в зимний период, сопровождающееся ослаблением циркуляции в юго-восточной части моря и нижнем слое пикноклина, может приводить к перераспределению энергии между западной и восточной частями моря в пользу западной [21].

В свою очередь, изменчивость обсуждаемых внешних факторов, влияющих на циркуляцию в Черном море, обуславливается изменениями крупномасштабных атмосферных процессов Северного полушария. В настоящее время показано, что североатлантическое колебание (САК) — один из основных климатически значимых сигналов в системе океан — атмосфера — оказывает влияние на климат Европы, в том числе черноморского региона [1, 18, 19, 25, 26, 32]. При положительных значениях индекса САК в зимний период в районе Черного моря происходит уменьшение частоты и глубины циклонов [1], уменьшение количества осадков [25] и весеннего стока рек в районе северо-западного шельфа [19]. При отрицательных значениях индекса ситуация обратная. Изменчивость индекса САК в зимний период имеет положительную корреляцию с приземной зимней температурой воздуха в Центральной и Восточной Европе [19, 32]. Граница изменения знака корреляции проходит по акватории Черного моря [19, 32]. В районах юго-восточного и турецкого побережья Черного моря связь отрицательная.

В исследуемый период изменчивость индекса САК имеет положительный тренд (рис. 7а). Тенденция усиления особенно выражена в последние 40 лет XX века. Длительные положительные связи с индексом САК в течение всего исследуемого периода (совпадение знака трендов) имеют место для зимнего стока рек и температуры в районе северо-западного шельфа (рис. 7а, в, д). Положительный тренд зимнего стока связан, по всей видимости, с положительным трендом температуры воздуха в районе водосбора. Противоположный знак по сравнению с трендом индекса САК имеют тренды завихренности ветра и осадков (рис. 7б, з).

Влияние изменчивости индекса САК заметно проявляется и в десятилетних изменениях внешних факторов (рис. 7). В 1960-е годы преобладали отрицательные значения зимнего индекса САК (рис. 7а), с чем могут быть связаны большие значения завихренности ветра над Черным морем в этот период (рис. 7б) и смещение центра завихренности к югу (рис. 6). Эти изменения сопровождались интенсификацией циркуляции в восточной части моря и усилением циркуляции на более глубоких горизонтах — в нижнем слое пикноклина (рис. 5). С 1970-х годов преобладают положительные значения. В этот период отмечается ослабление циклонической деятельности над акваторией Черного моря [1]. Завихренность ветра, как было показано выше, уменьшается (рис. 6, 7б). Отмечаемое в этот период уменьшение количества осадков на украинских береговых станциях (рис. 7з) и уменьшение стока рек на северо-западном шельфе (в основном в последнее десятилетие) (рис. 7в) могут приводить к усилению конвекции и тем самым вносить вклад в интенсификацию геострофической циркуляции. Из вышеизложенного видно, что учет связей внешних факторов с индексом САК позволяет получить более общую и структурированную картину их изменчивости и проследить ее закономерность.

Заключение

При анализе десятилетней изменчивости поля плотности и геострофической циркуляции в Черном море в зимний сезон получены следующие результаты.

За период 1951—1995 гг. отмечался постепенный подъем вод пикноклина в области куполов крупномасштабных циклонических круговоротов. Для изопикнических поверхностей на верхней границе пикноклина он составил 5 м за исследуемый период, на горизонтах 100—300 м — 10—15 м.

В верхнем слое моря 0—50 м в зимний период наблюдалась интенсификация течений — средняя по акватории величина КЭ увеличилась с 1951 по 1995 г. почти в два раза. Значительное усиление циркуляции в верхнем слое имело место в западной части моря и окрестности центра восточного циклонического круговорота, в то время как в юго-восточной части моря (на периферии восточного циклонического круговорота) циркуляция ослабевала.

В нижнем слое пикноклина 200—300 м отмечалась противоположная тенденция. Здесь происходило ослабление циркуляции — средняя величина КЭ уменьшилась от первого десятилетия к последнему на 30%. Эта тенденция наблюдалась как в целом по морю, так и в отдельных его районах.

Анализ изменчивости завихренности ветра над морем в исследуемый период, по данным реанализа NCEP/NCAR, выявил общую отрицательную тенденцию изменения завихренности в зимний сезон, которая может являться одной из причин отрицательного тренда кинетической энергии в нижнем слое пикноклина 200—300 м, но не объясняет интенсификацию циркуляции в верхнем слое моря. Усиление завихренности в 1960-е и начале 1970-х годов хорошо согласуется с усилением циркуляции, отмечаемым в это время в нижнем пикноклине в целом по морю и по всей толще в восточной части моря. Увеличение стока рек в зимний период имеет положительную связь с интенсификацией течений на западной периферии моря.

Для полного объяснения причин долговременной изменчивости динамических процессов в Черном море требуется проведение дальнейших исследований и анализа связей с изменениями как внешних факторов, вызванных колебаниями крупномасштабных процессов взаимодействия океана с атмосферой, так и гидрологических полей в море.

Литература

1. Бардин М. Ю., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в европейско-атлантическом регионе в зимний период. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2005, т. 41, № 2, с. 147—157.
2. Белокопытов В. Н. Термohалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря. /Дис. канд. географ. наук. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2004, 160 с.
3. Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солёности в Черном море в период 1951—1995 гг. /В сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2005, вып. 12, с. 12—21.

4. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л., Гидрометеиздат, 1984, 239 с.
5. Блатов А. С., Косарев А. Н., Русинов В. М., Станев Е. В. Сезонные особенности и энергетика циркуляции вод Черного моря по данным численных экспериментов. /В кн.: Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. — М., Наука, 1989, 227 с.
6. Богатко О. Н., Богуславский С. Г., Беляков Ю. М., Иванов Р. И. Поверхностные течения Черного моря. /В сб.: Комплексные исследования Черного моря. — Севастополь, МГИ АН УССР, 1979, с. 25—33.
7. Богуславский С. Г., Совга Е. Е., Казаков С. И. Влияние поля солёности на положение верхней границы зоны сероводорода в Черном море. — Морской гидрофизический журнал, 2006, № 1, с. 16—21.
8. Булгаков С. Н., Коротаев Г. К., Уайтхед Дж. А. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Части 1, 2. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1996, т. 32, № 4, с. 548—564.
9. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. — Л., Гидрометеиздат, 1963, 287 с.
10. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т. 4, Черное море, вып. 1, Гидрометеорологические условия. /Под ред. А. И. Симонова и Э. И. Альтмана. — Л., Гидрометеиздат, 1991, 430 с.
11. Демышев С. Г., Кныш В. В., Коротаев Г. К. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря. — Морской гидрофизический журнал, 2002, № 3, с. 12—25.
12. Дорофеев В. Л., Кныш В. В., Коротаев Г. К. Оценка долговременной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря на основе ассимиляции климатических гидрологических и альтиметрических полей. — Морской гидрофизический журнал, 2006, № 4, с. 3—17.
13. Еремеев В. Н., Ефимов В. В., Суворов А. М., Шокуров М. В. Аномальная климатическая тенденция изменения температуры Черного моря. — Доп. НАН Украины, 2001, № 11, с. 91—96.
14. Ибраев Р. А., Трухчев Д. И. Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивость промежуточного слоя Черного моря. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1996, т. 32, № 5, с. 655—671.
15. Ильин Ю. П., Репетин Л. И. Вековые изменения температуры воздуха в Черноморском регионе и их сезонные особенности. /В сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2006, вып. 14, с. 433—448.
16. Кныш В. В., Коротаев Г. К., Демышев С. Г., Белокопытов В. Н. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солёности и их ассимиляции в модели. — Морской гидрофизический журнал, 2005, № 3, с. 11—30.
17. Коротаев Г. К. О причине сезонного хода циркуляции Черного моря. — Морской гидрофизический журнал, 2001, № 6, с. 14—20.
18. Липченко А. Е., Ильин Ю. П., Репетин Л. И., Липченко М. М. Уменьшение испарения поверхности Черного моря во второй половине XX столетия. /В сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2006, вып. 14, с. 449—461.
19. Полонский А. Б., Башарин Д. В., Воскресенская Е. Н., Ворли С. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии. — Морской гидрофизический журнал, 2004, № 2, с. 42—59.
20. Полонский А. Б., Ловенкова Е. А. Долговременные тенденции в изменчивости глубоководных термохалинных характеристик Черного моря. — Морской гидрофизический журнал, 2006, № 4, с. 18—30.
21. Полонский А. Б., Ловенкова Е. А. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2006, т. 42, № 3, с. 419—430.

22. Полонский А. Б., Ловенкова Е. А. Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2004, т. 40, № 6, с. 832—841.
23. Полонский А. Б., Шокурова И. Г. Статистическая структура крупномасштабных полей температуры и солёности в Черном море. — Морской гидрофизический журнал (в печати).
24. Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет. /Под общ. ред. В. Н. Еремеева. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2004, 704 с.
25. Репетин Л. И., Долотов В. В., Липченко М. М. Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря. /В сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь, МГИ НАН Украины, 2006, вып. 14, с. 462—476.
26. Сизов А. А. Оценка возможности использования индекса североатлантического колебания для типизации аномалий поля атмосферных осадков на юго-западном побережье Крыма. — Метеорология и гидрология, 1998, № 11, с. 70—77.
27. Суворов А. М., Халиулин А. Х., Годин Е. А. О долгопериодных изменениях положения верхней границы сероводородной зоны Черного моря. — Морской гидрофизический журнал, 1999, № 2, с. 62—70.
28. Суворов А. М., Шокурова И. Г. Годовая и междесятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море. — Морской гидрофизический журнал, 2004, № 2, с. 29—41.
29. Титов В. Б. Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет. — Метеорология и гидрология, 2003, № 10, с. 68—75.
30. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. — М., Наука, 1968, 137 с.
31. Фомин Л. М. Теоретические основы динамического метода и его применение в океанологии. — М., Изд-во АН СССР, 1961, 192 с.
32. Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., et al. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. — J. Climatol., 2001, vol. 21, No. 15, pp. 1863—1898.
33. Oguz T. and Malanotte-Rizzoli P. Seasonal variability of wind and thermohaline-driven circulation in the Black Sea: Modeling studies. — J. Geophys. Res., 1996, vol. 101, No. C7, pp. 16551—16569.
34. Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation. — Earth-Science Rev., 1990, vol. 28, No. 4, pp. 285—319.
35. <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>.

Поступила
6 XI 2007

DECADAL VARIABILITY OF CHARACTERISTICS OF THE BLACK SEA PYCNOCLINE AND GEOSTROPHIC CIRCULATION IN WINTER

A. B. Polonskii and I. G. Shokurova

The ten-year density fields and the geostrophic circulation in the Black Sea in 0–300 dbar in February are reconstructed based on the 1951–1995 temperature and salinity dataset, and interdecadal variability is examined. It is found that there is a gradual rise of water of the main pycnocline in the domes of cyclonic gyres from 5 m at the top of pycnocline to 10–15 m at 100–300 m. Contrary tendencies in the long-term variability of winter circulation are revealed: the circulation intensification in the upper 0–50-m layer (except for the southeastern part of the sea) and the decrease in the lower pycnocline 200–300-m layer. The connection with wind the vorticity variability, discharge of rivers, precipitation, and air temperature is analyzed. The strengthening of the cyclonic wind vorticity in the 1960s and early 1970s agrees well with the circulation intensification in the eastern part of the sea at this time.